



TITLE:

ダウンスケール実験で再現された 低緯度におけるハリケーン強化過 程の解析

AUTHOR(S):

吉岡, 大秋; 榎本, 剛

CITATION:

吉岡, 大秋 ...[et al]. ダウンスケール実験で再現された低緯度におけるハリケーン強化過程の解析. 平成29年度「異常気象と長期変動」研究集会報告 2018: 5-8: 共同研究（一般共同研究）29K-06.

ISSUE DATE:

2018-03

URL:

<http://hdl.handle.net/2433/231909>

RIGHT:

ダウンスケール実験で再現された低緯度におけるハリケーン強化過程の解析

*吉岡大秋（京都大学大学院理学研究科）・榎本剛（京都大学防災研究所）

1 はじめに

一般に低緯度で台風は発生しない（台風強度まで発達しない）とされている（Anthes 1982; McBride 1995）が、台風の発生および強度発達に重要とされる条件（Gray 1968）のうち、「惑星渦度が大きい」という条件を満たしていなくても台風が発生（台風強度まで発達）することがある。本研究では、その頻度と分布について観測事実を示した後、特定の事例についてシミュレーションを行い、その発達過程について調べる。

1.1 観測事実

図1にWMOのベストトラックデータ International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS; Knapp *et al.* 2010) v03r09を用いて、1991年から2010年までの間に西太平洋及び多島海域で発生した台風の位置を示す。IBTrACSに記録されている当該期間、当該海域では、9個（およそ2年に1個）が北緯5度から南緯5度までの領域（赤道域）で発生した。

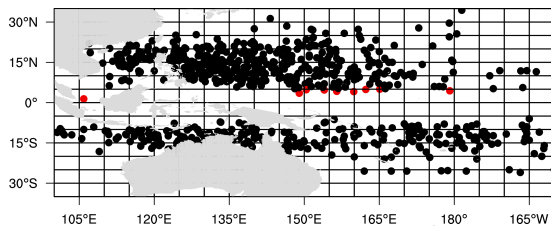


図1. 1991年から2010年の台風発生位置の分布 (IBTrACS-v03r09)。赤丸印で、南緯5度から北緯5度で発生したものを示す。

これまで赤道域で発生した台風（赤道台風）については、北緯1.5度で発生した、2001年台風26号VAMEIについて、Boruneo渦との関連から多く研究されている（Liu *et al.* 2010; Chambers and Li 2007）。しかし、Chang *et al.* (2003)では、環境場（Cold surge）が大きく影響している特殊な状況のため、赤道台風一般の理解については、他事例の解析の必要性を示唆している。

1.2 数値シミュレーション

非静力学モデルを用いたシミュレーション研究に注目すると、National Centers for Environmental Prediction (NCEP) や他の機関の現業予報で用いられている領域モデルWRF (Skamarock *et al.* 2008) によって、これまで様々な台風を対象とした研究が行われており、台

風発生 の再現に多くの実績がある (Ge *et al.* 2013; Hogsett and Zhang 2010)。その中でもYi and Zhang (2010)は、1.1で記した赤道台風VAMEIの数値実験と感度実験を行い、その結果を示した。また、Hamill and Galarneau (2013)では、2005年ハリケーンRITAを対象にダウンスケール実験 (DS実験) を行った。初期値、境界値には全球アンサンブルデータ NOAA's 2nd-generation global ensemble reforecast dataset (GEFSR2; Hamill *et al.* 2015) を、領域モデルにはWRF-ARW v3を利用し、GEFSR2で再現されている台風強度よりも、WRFでダウンスケールした台風強度がベストトラックに近づく結果が示した。この手法では、摂動を与えた複数の初期値・境界値による実験を行うため、その実験結果の不確かさを解析出来る利点がある。

1.3 ハリケーンPALI

2016年1月に中部太平洋で赤道台風、ハリケーンPALIが発生した。Joint Typhoon Warning Center (JTWC) によるハリケーンPALIのベストトラックを図2に示す。PALIは、7日12Zに熱帯低気圧強度に、その6時間後の7日18Zに北緯4.4度で台風強度に発達した。その後北上しながら発達し、12日18Zに中心気圧が977hPa、最大風速 43.7ms^{-1} の最盛期を迎えた。その後、強度を弱めながら南下し、15日12Zに消滅した。

本研究では、このハリケーンを対象にDS実験を行い、その発達過程を調べる。

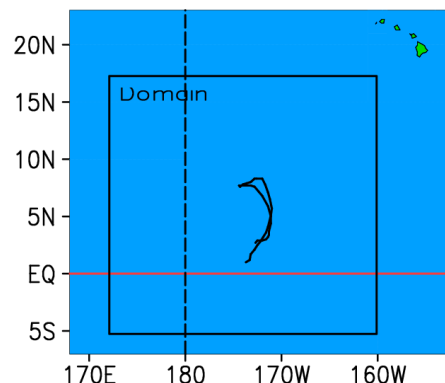


図2. JTWCによるハリケーンPALIのベストトラック。黒枠でDS実験計算領域、赤線で赤道、破線で日付変更線を示す。

2 研究手法

2.1 アンサンブルダウンスケール実験

2.1.1 実験設定

本研究では、全球アンサンブルデータ GEFSR2 を用いて初期値を複数用意し、領域モデル WRF による DS 実験を行った。

GEFSR2 は、NCEP の現業モデルである Global Ensemble Forecast System (GEFS) を用いたデータセットである。このデータセットについての情報は表 1 に示す。土壌データ及び海面水温は、NCEP Final Operational Global Analysis data の計算初期時刻にあたる時刻の値を、全てのメンバーに共通に与え、大気のみ摂動を持つ DS 実験を行った。

表 1. 初期値・境界値について

大気データ	GEFSR2
土壌データ	NCEP FNL analysis
水平格子サイズ	1 度×1 度
鉛直層数	11 (下端 1000hPa 上端 10hPa)
メンバー数	11
データ同化手法	ETR (Wei <i>et al.</i> 2008)

本研究では、領域モデルとして WRF-ARW v. 3. 6. 1 を用いた。PALI のトラックを覆うような計算領域を設定した (図 2)。水平解像度は 10km と、最新の研究と比較してやや大きめに設定し、積雲対流パラメタリゼーション (Kain-Fritsch scheme, Kain 2004) を使用した。境界層スキームには、Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino (MYNN) Level 2. 5 (Nakanishi and Niino 2006) を用いた。また、6 時間毎に摂動を与えた境界値で強制している。主要な DS 実験設定を、表 2 に示した。

表 2. DS 実験設定

モデル	WRF-ARW v3. 6. 1
水平格子サイズ	10km×10km
水平格子数	250×250
鉛直格子数	40 (下層を密に)
タイムステップ	30 秒
積雲対流 パラメタリゼーション	Kain-Fritsch scheme
境界層スキーム	MYNN Level 2. 5
計算初期時刻	2016 年 1 月 6 日 00Z
予報期間	8 日間

2.2 トラッキング手法

本研究では、850hPa 高度の 1 辺が 500km の正方形領域の面平均相対渦度が最大になる点を、計算初期時刻のハリケーンの位置とし、それ以降は前の時刻から 150km 以内の地点で同様の点を検索

することで、DS 実験でのトラックを作成した。

3 結果

3.1 強度変化

図 3 に、ハリケーン強度 (最大風速) の時間変化を、また表 3 に、再発達期の予報誤差 (ベストトラックとの二乗平均平方根誤差, RMSE) を示した。現実のハリケーン (赤線) は 72 時間と 168 時間付近に 2 度の発達をしている。0~108 時間を発達期、108~168 時間を再発達期と呼ぶ。現業予報 (点線) は、発達期のピークはよく表現されているが、再発達期は全く表現されていない。DS 実験 (実線、灰) は、発達期の強度が過大になっている一方、再発達期の強度は現業予報より良く表現出来た。

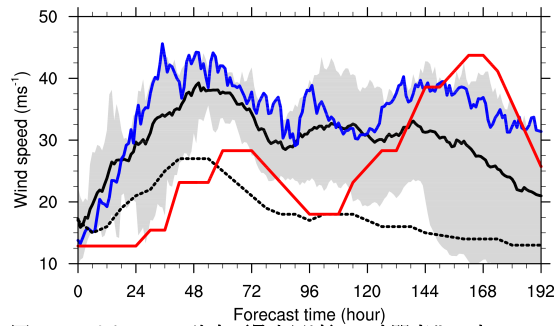


図 3. ハリケーンの強度 (最大風速) の時間変化。赤でベストトラック、点線で現業予報のアンサンブル平均値、実線で DS 実験のアンサンブル平均値、灰で DS 実験のアンサンブルメンバーの最小値と最大値の幅、青で再発達期誤差最小のメンバーを示す。

表 3. ハリケーン再発達期の強度予報誤差

種類	誤差 (RMSE, m/s)
現業アンサンブル平均値	20. 54473
DS 実験アンサンブル平均値	10. 17813
DS 実験誤差最小メンバー	6. 251342

最大風速は台風強度の指標としてよく用いられているが、ある高度で面的構造を持つ台風の渦の全体像を捉えることは出来ない。そこで、図 4 に、DS 実験それぞれの相対渦度 (1 辺 500km の正方形領域の 850hPa 高度面平均相対渦度) の時間変化を示した。最大風速で見た場合と同様に、再発達期誤差最小メンバーは予報初期を除いてアンサンブル平均値よりも相対渦度の値が大きくなっている。このことから、水平的にみても渦の強度や構造が維持、発達していることが分かる。

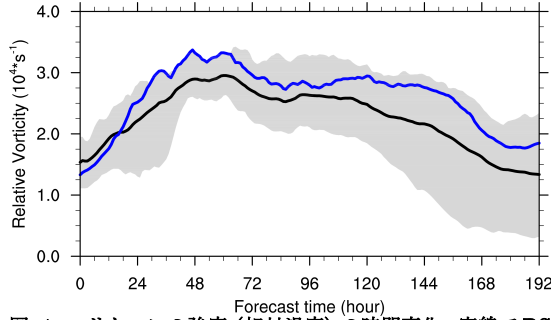


図 4. ハリケーンの強度（相対渦度）の時間変化。実線で DS 実験のアンサンブル平均値、灰で DS 実験のアンサンブルメンバーの幅、青で再発達期誤差最小のメンバー（図 3 と同メンバー）を示す。

3.2 構造変化

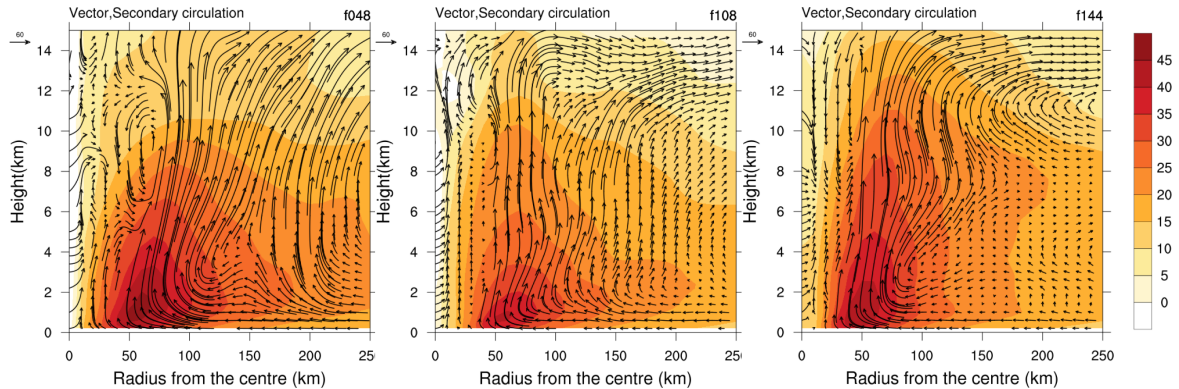


図 5. 再発達期の DS 実験誤差最小メンバーのハリケーンの方角角平均した鉛直構造の様子。左から発達期ピーク時（48 予報時間）、再発達期開始時（108 予報時間）、再発達期ピーク時（144 予報時間）。シェードで接線風速（m/s）、ベクトルで鉛直風（cm/s）と動径風（m/s）を示す。

図 6 に、DS 実験誤差最小メンバーの発達期（0～48 予報時間平均）及び、再発達期（96～144 予報時間平均）の方角角平均した鉛直構造（相対渦度、温度偏差）を示す。最大接線風速半径はそれぞれ半径 50km、半径 80km 付近に位置している。これはおよそ $4.0 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ の相対渦度や、暖気核（温度偏差が正）と一致している。このことから、最大風速と最大風速はその程度のサイズの渦によって定義されている可能性が示唆される。

発達期と再発達期を比べてみると、再発達期の方が、最大接線風速半径で定義した場合のサイズが大きく、暖気核が高高度に位置している様子が見て取れる。一方、暖気核は発達期の方が強くなっている。DS 実験では再発達期の渦の内部構造（暖気核の発達）の再現が不十分であるために、実際のハリケーンよりもハリケーン強度の発達率及び最盛期のハリケーン強度が上手く再現出来なかったと推測される。

図 5 に、誤差最小メンバーで再現されたハリケーンの方角角平均した鉛直構造のうち、発達期ピーク時（48 予報時間）、再発達期開始時（108 予報時間）、再発達期ピーク時（144 予報時間）の様子を示す。この期間を通して接線風速の最大は、半径 50km、高度 1km 付近に位置しており、上昇風が最大となる半径と一致している。発達期ピーク時は、半径 40～60km、高度 7～14km にメソスケールの流れがあり、高度が上がるに連れ、上昇風の強い領域が中心から外向きに傾いていることが分かる。一方で、再発達期開始時以降は、上昇風が特に強い領域が直立しており、高度 14km 付近に明瞭な発散場（アウトフロー）、及び二次循環が確認出来た。

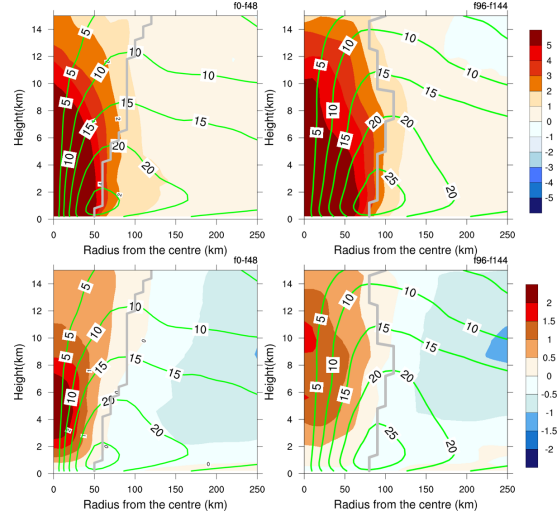


図 6. 発達期及び再発達期の DS 実験誤差最小メンバーのハリケーンの方角角平均した鉛直構造の様子。左上・右上ではシェードで相対渦度 (10^4 s^{-1})、左下・右下ではシェードで温度偏差 (K、各高度の半径方向の平均値からの偏差) を示す。また、いずれも緑コンターで接線風速 (m/s)、灰コンターで最大接線風速半径 (km)。

4. まとめ

本研究では、全球アンサンブルデータ GEFSR2 を領域モデル WRF-ARW を用いてダウンスケールすることで、2016 年 1 月 7 日に発生し、2 度発達したハリケーン PALI の予報実験を行った。発生時刻の約 2 日前の 1 月 6 日を計算初期時刻に設定した 8 日間予報によって、PALI の初期擾乱が台風強度まで発達する様子を再現することが出来た。この結果から、ハリケーン PALI の最大接線風速は、半径 50km~80km 程度の渦によって定義されていることが分かった。しかし、その内部構造の再現が不十分であるため、再発達期の発達率や最盛期の強度を十分に再現することができなかった。このことから、最大接線風速半径より内側の領域を渦度収支解析などによって詳細に解析することが今後の課題として残されている。

参考文献

- Chambers, C. R. S., and Li, T. 2007: Simulation of formation of a near-equatorial typhoon Vamei (2001). *Meteorology and Atmospheric Physics*, 98(1), 67-80.
- Chang, C.-P., C.-H. Liu, and H.-C. Kuo. 2003: Typhoon Vamei: An equatorial tropical cyclone formation, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1150, doi: 10.1029/2002GL016365.
- Emanuel, K., and Nolan, D. S., 2004: Tropical cyclone activity and the global climate system. In 26th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, 240-241.
- Hamill, T., and T., Galarneau, 2013: GEFS reforecasts: a data set suitable for initializing retrospective WRF forecasts, NOAA ESRL, Physical Sciences Division.
- Hamill, T., Bates, G., Whitaker, J., Murray, D., Fiorino, M., and Galarneau, T., 2015: Description of the 2nd-Generation NOAA Global Ensemble Reforecast Data Set, *NOAA Earth System Research Lab, Physical Sciences Division Boulder, Colorado, USA*.
- Hogsett, W., and Zhang, D. L., 2010: Genesis of Typhoon Chanchu (2006) from a westerly wind burst associated with the MJO. Part I: Evolution of a vertically tilted precursor vortex. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67(12), 3774-3792.
- Kain, J. S., 2004: The Kain-Fritsch convective parameterization: an update. *Journal of Applied Meteorology*, 43(1), 170-181.
- Liu, G. R., C. C. Liu, C. S. Huang, T. H. Lin, W. J. Chen, and C. C. Chao, 2010: Diagnosing the growth of equatorial Typhoon Vamei (2001) from an energy standpoint. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 21, 817-827, doi: 10.3319/TAO.2009.12.03.01(A)
- Min, C., and Yongguang, Z., 2004: Vorticity budget investigation of a simulated long-lived mesoscale vortex in South China, *Adv. Atmos. Sci.*, 21, 928, <https://doi.org/10.1007/BF02915595>
- Murakami, H., and Sugi, M., 2010: Effect of model resolution on tropical cyclone climate projections. *Sola*, 6, 73-76.
- Nakanishi, M., and H. Niino, 2006: An improved Mellor-Yamada level-3 model: its numerical stability and application to a regional prediction of advection fog. *Bound.-Layer Meteor.*, 119, 397-407.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Dudha, M. G., Huang, X.-Y., Wang, W., and Powers, Y. (2008). A description of the advanced research WRF Ver. 30. NCAR Technical Note (p. 113). NCAR/TN-475.
- Yi, B., and Zhang, Q., 2010: Near-equatorial typhoon development: Climatology and numerical simulations, *Adv. Atmos. Sci.* 27: 1014., <https://doi.org/10.1007/s00376-009-9033-3>.